

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf В ЦИРКОНАХ ИЗ ГРАНОДИОРИТОВ ТАЛОВСКОЙ ИНТРУЗИИ – СВИДЕТЕЛЬСТВО ЮВЕНИЛЬНОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВОРОНЦОВСКОГО ТЕРРЕЙНА, ВОСТОЧНАЯ САРМАТИЯ

Савко К.А.¹, Зайцева М.В.², Вотяков С.Л.², Цыбуляев С.В.¹

¹Воронежский государственный университет, г. Воронеж, ksavko@geol.vsu.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, zaitseva.mv1991@gmail.com

Воронцовский террейн занимает восточную часть Волго-Донского орогена, который находится между архейским Курским блоком (мегаблок Сарматия) и мегаблоком Волго-Уралья (Восточно-Европейская платформа). На активной континентальной окраине Воронцовского террейна происходило быстрое накопление терригенных толщ воронцовской серии, завершившееся к рубежу 2.1 млрд. лет. В этот период имело место коллизионное событие в результате столкновения Сарматии и Волгоуралии, которое послужило причиной региональной метаморфизма с возрастом около 2.07 млрд. лет [Савко и др., 2015]. В период около 2.05–2.07 млрд. лет в Восточной Сарматии происходил распад коллизионного орогена, образовавшегося при столкновении Сарматии и Волго-Уралии, признаком которого является синхронное (порядка 2.06 млрд. лет) внедрение постколлизионных гранитоидов, магнезиальных диоритов, базитов и гипербазитов в Воронцовском террейне [Савко и др., 2014; Терентьев, Савко, 2016]. Наряду с геохимическими и геохронологическими исследованиями актуальны работы по изучению изотопного состава Hf в акцессорных цирконах; последние могут дать важную информацию об источниках расплава многочисленных гранитоидных интрузий и возрасте континентальной коры Воронцовского террейна.

Цель работы – анализ изотопного состава Hf в цирконах из гранодиоритов Таловской интрузии Воронцовского террейна.

Образцы: цирконы из гранодиоритов Таловского массива, расположенного в восточной части Воронцовского террейна, прорывающего палеопротерозойские метатерригенные отложения воронцовской серии. Массив изометричной формы имеет площадь около 45 км²; сложен габбродиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами. По данным изотопного датирования цирконов (SHRIMP II) определен возраст гранодиоритов массива (образец 8034/287) - 2050±7 млн. лет и биотитовых гранитов (образец 8051/225,8) - 2063±6 млн [Савко, Скрыбин, 2012; Савко и др., 2014]. Породы

обогащены Fe, Ti, P, высокочargedными катионами (Zr, Hf, Y), PЗЭ с сильным фракционированием и глубокими отрицательными аномалиями Eu; по геохимическим признакам они относятся к постколлизионным гранитоидам A2-типа [Eby, 1992]; по Sm-Nd изотопно-геохимическим данным гранитоиды характеризуются положительной величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ ($\epsilon_{Nd}(2050) = +2.3$) [Савко и др., 2014].

Акцессорные цирконы представлены идиоморфными, часто копьевидными кристаллами (длина 0.295–0.441, ширина 0.074–0.185 мм, габитус призматический с острыми пирамидальными вершинами, коэффициент удлинения от 1.71 до 5.84); от бесцветных до буровато-коричневых; зерна часто трещиноваты и содержат включения других минеральных фаз и флюидные включения. На CL-изображениях наблюдается слабо выраженная концентрическая зональность, которая в длиннопризматических кристаллах создает иллюзию их пластинчатого строения (рис.). В отдельных зернах отчетливо проявлено секторальное строение, которое наиболее часто фиксируется в вершинах кристаллов. Присутствие реликтовых ядер не установлено.

Методики. Изучение Lu-Hf-изотопного состава цирконов выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции проб NWR 213. Использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Проведена оптимизация работы масс-спектрометра и приставки для лазерной абляции, подбор стандартов, отработка процедуры корректировки эффектов фракционирования, дискриминации ионов по массе и изобарических помех ¹⁷⁶Yb и ¹⁷⁶Lu на ¹⁷⁶Hf, оптимизация процедуры обработки экспериментальных данных с использованием образцов сравнения циркона Mud Tank, GJ-1 [Black et al., 1978; Jackson et al., 2004]. Неопределенность единичного измерения отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf в виде 2SD – в интервале 0.005–0.008 %. Неопределенность единичного определения значения $\epsilon(Hf)$ в виде 2SD варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5–9 %. Полученные значения изотопных отношений Hf/Hf для стандартов Mud

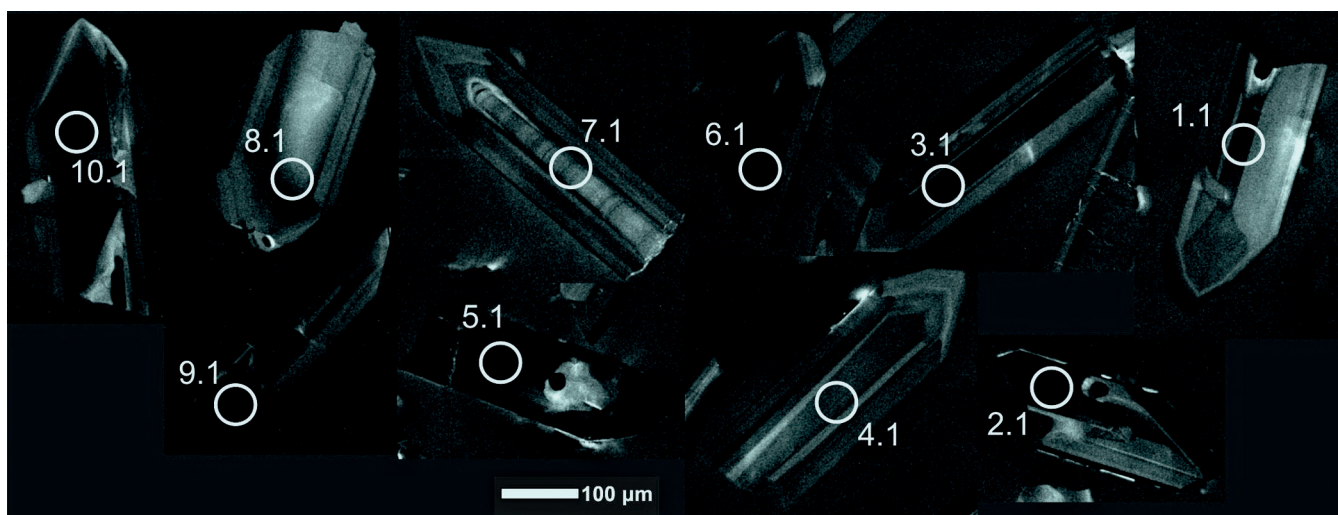


Рис. CL-изображения цирконов из гранодиоритов Таловского массива с точками определения изотопного состава Hf

Tank и GJ-1 согласуются с базой данных GeoREM. Операционные параметры приставки для лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения – 14 Дж/см², частота повторения импульсов – 20 Гц, диаметр кратера – 25 мкм. Для обработки Lu-Hf данных был использован макрос Hf-INATOR для Excel [Giovanardi, 2017].

Измерения U-Pb изотопного возраста циркона выполнены на ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) [Савко, Скрыбин, 2012]. Исследования Lu-Hf-изотопного состава проводились в тех же точках (рис.), где определялся U-Pb изотопный возраст на SHRIMP II.

Изотопный состав Hf в цирконах из гранодиоритов Таловской интрузии (проба 8034/287). Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(2050)$ в цирконах находятся в интервале от +2.1 до +5.4 (табл.). Модельный возраст $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$, рассчитанный по одностадийной модели при выплавлении магмы из деплетированной мантии составляет 2218 - 2355 млн. лет, тогда как рассчитанный по двухстадийной модели $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c$ варьирует от 2324 до 2460 млн. лет (табл.). Положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(2050)$ от +2.1 до +5.4 в цирконах из гранодиоритов Таловского массива предполагают, что они имеют очень короткую коровую предысторию источника их материнских расплавов $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 2218 - 2355$ млн. лет и $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 2324 - 2460$ млн. лет. Полученные

Таблица. Данные изотопного состава Hf в зернах циркона из гранодиоритов Таловского массива

№ точки	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 2\sigma$	T_{DM}	T_{DM}^c
1_1	0.027724	0.000783	0.000867	0.000017	0.281619	0.000017	1.467290	0.000042	3.8	0.6	2278	2423
2_1	0.038137	0.003586	0.001097	0.000032	0.281678	0.000032	1.467208	0.000085	5.4	1.1	2218	2324
3_1	0.037397	0.001423	0.001153	0.000022	0.281623	0.000022	1.467218	0.000074	3.6	0.8	2289	2439
4_1	0.043862	0.001524	0.001315	0.000028	0.281637	0.000028	1.467271	0.000067	3.9	1.0	2279	2424
5_1	0.072374	0.004779	0.002147	0.000030	0.281621	0.000030	1.467156	0.000066	2.1	1.1	2355	2547
6_1	0.019724	0.000148	0.000621	0.000025	0.281593	0.000025	1.467317	0.000073	3.2	0.9	2301	2460
7_1	0.028868	0.000459	0.000885	0.000034	0.281655	0.000034	1.467239	0.000085	5.1	1.2	2229	2343
8_1	0.033951	0.000884	0.000986	0.000034	0.281605	0.000034	1.467237	0.000093	3.4	1.2	2296	2452
9_1	0.022676	0.000293	0.000744	0.000022	0.281598	0.000022	1.467083	0.000077	3.3	0.8	2300	2459
10_1	0.038035	0.000803	0.001111	0.000035	0.281632	0.000035	1.467325	0.000105	4.0	1.2	2274	2416

Примечание: первичное отношение изотопов гафния $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ рассчитано с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1.867 \cdot 10^{-11}$; $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ рассчитан для возраста 2050 млн. лет; T_{DM} модельный возраст источника, рассчитанный с учетом выплавления магмы из деплетированной мантии с использованием $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$; T_{DM}^c модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.

результаты, рассчитанные по одностадийной модели, совпадают с Sm-Nd изотопными данными по тем же гранитоидам, где $\epsilon\text{Nd}(2050) = +2.4$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2284$ млн. лет [Савко и др., 2014]. Подобные характеристики предполагают короткую коровую предысторию изученных гранитоидов и фиксируют их формирование за счет ювенильных палеопротерозойских источников. Это исключает какой-либо существенный вклад в область зарождения гранитоидных магм архейских гранитогнейсовых комплексов континентальной коры. Таким образом, изотопный состав Hf в цирконах из гранодиоритов Таловской интрузии является еще одним независимым свидетельством ювенильной палеопротерозойской коры Воронцовского террейна, разделяющего мегаблоки Сарматии и Волгоуралию.

Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00618.

ЛИТЕРАТУРА

1. Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Базиков Н.С. Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенез и тектоническая обстановка формирования // Петрология, 2014, том 22, № 3, с. 235–264.
2. Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.В., Базиков Н.С. НТ/LP Метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2015, т. 23, №6, с. 607–623.
3. Савко К.А., Скрябин В.Ю. Геохронология и вещественный состав габбродиорит-тоналитовых и гранодиорит-гранитных пород Таловской интрузии (Воронежский кристаллический массив) // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2012, № 2, с. 95–104.
4. Терентьев Р.А., Савко К.А. Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро-гранитные серии в палеопротерозое Восточной Сарматии: геохимия и условия формирования // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 6, с. 1155–1183.
5. Black L.P., Gulson B.L. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // J. Aust. Geol. Geophys. 1978. V. 3. P. 227–232.
6. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
7. Giovanardi T., Lugli F. The Hf-INATOR: A free data reduction spreadsheet for Lu/Hf isotope analysis // Earth Science Informatics. 2017. P. 1–7.
8. Jackson S.E., Norman J.P., Williams L.G., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.